



Les sols et le cycle de l'eau

Ary Bruand, Yves Coquet

► To cite this version:

Ary Bruand, Yves Coquet. Les sols et le cycle de l'eau. Science du Sol et Environnement, Dunod, pp.345-363, 2005. hal-00090203

HAL Id: hal-00090203

<https://hal-insu.archives-ouvertes.fr/hal-00090203>

Submitted on 29 Aug 2006

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Chapitre 15

Les sols et le cycle de l'eau

Bruand A. (1) et Coquet Y. (2)

(1) CNRS-ISTO – UMR6113 1a, rue de la Ferronnerie – 45071 Orléans
Cedex 2

(2) INRA

15.1 Introduction

Dans le cycle de l'eau, la couverture pédologique joue un rôle clef tant pour les aspects quantitatifs que qualitatifs. Elle est un réservoir d'eau pour l'alimentation en eau des plantes et pour l'ensemble des êtres vivants qui y sont présents. Dans ses vides – ou pores – de taille et de forme très diversifiées, la présence d'eau en quantité variable mais permanente permet à de nombreux microorganismes de se développer et de vivre au ralenti quand les conditions sont plus défavorables.

La phase liquide est une solution dont la composition chimique dépend des constituants minéraux et organiques, et des êtres vivants au contact desquels elle se trouve ainsi que de la durée de ce contact. Cette solution du sol comportant des éléments dissous, complexés ou colloïdaux, est liée aux caractéristiques des constituants du sol et à celles de ses propriétés de transfert.

Les caractéristiques importantes des solums sont alors : les phases solides présentes, leur mode d'assemblage et la géométrie du réseau de pores qui en résulte et qui contrôle les écoulements.

Ainsi, sous un climat et une végétation donnés, les quantités d'eau qui alimentent les eaux superficielles et souterraines, ainsi que leur composition chimique, sont largement déterminées par les caractéristiques des sols sur lesquels elles ruissellent ou dans lesquels elles s'infiltrant.

15.2 Les bases théoriques

Les variations d'état énergétique de l'eau dans la couverture pédologique sont le moteur des transferts d'eau, mais l'importance de ces transferts est aussi dépendante de sa capacité à se laisser traverser par l'eau.

Ces variations sont déterminées par les conditions externes à la couverture pédologique qui sont soit directement appliquées à la limite supérieure (apport d'eau lors d'une pluie ou départ par évaporation à la surface du sol) et à la limite inférieure (par exemple, nappe présente à sa base), soit indirectement par l'intermédiaire de prélèvements d'eau par les racines (transpiration par les organes aériens).

La couverture pédologique n'étant pas, en règle générale, saturée en eau (à la différence des matériaux géologiques aquifères), les transferts d'eau y font varier les stocks d'eau à la fois dans l'espace et dans le temps.

La description des transferts d'eau dans la couverture pédologique s'appuie donc sur la connaissance des trois grandeurs : sa teneur en eau, l'état énergétique de l'eau et sa capacité à conduire l'eau. Les relations entre ces trois grandeurs varient selon les types de sol et sont appelées « caractéristiques hydriques » du sol.

15.2.1 Stock d'eau et teneur en eau

Le stock d'eau S_w (w pour water) dans un sol se calcule à partir de sa teneur en eau. Celle-ci s'exprime de différentes façons selon les grandeurs utilisées pour caractériser les quantités d'eau et de sol dans laquelle elle est contenue.

a) Teneur en eau massique ou pondérale

La teneur en eau massique (appelée aussi pondérale) W (pour *water* = eau) correspond au rapport entre la masse d'eau M_w contenue dans le sol et la masse du sol sec M_s (s pour solide) :

$$W = M_w / M_s.$$

Le sol sec est défini de façon standard comme l'état du sol séché à une température de 105°C.

b) Teneur en eau volumique

La teneur en eau volumique θ correspond au rapport entre le volume d'eau V_w contenu dans le sol et le volume total des trois phases (liquide, solide, gazeuse) du

sol ou volume apparent V_b (b pour *bulk* = global) puisqu'il ne s'agit pas du seul volume de la phase solide :

$$\theta = V_w / V_b.$$

Le passage d'une teneur en eau massique à une teneur en eau volumique s'obtient par :

$$\theta = (\rho_b / \rho_w) W$$

où ρ_w est la masse volumique de l'eau (approximativement 1 Mg m^{-3}) et ρ_b , la masse volumique apparente du sol définie par :

$$\rho_b = M_s / V_b.$$

On utilise aussi fréquemment la densité apparente D_a du sol pour passer de W à θ . D_a est définie par :

$$D_a = M_s / (V_b \rho_w).$$

Dans ce cas :

$$\theta = W D_a$$

La teneur en eau volumique d'un sol peut se rapprocher de 0 dans le cas de sols extrêmement secs, tandis qu'elle est bornée à la limite supérieure de son domaine de variation par la porosité P . La valeur de P peut se calculer à partir de ρ_b lorsque l'on connaît la masse volumique de la phase solide du sol ρ_s :

$$P = 1 - \rho_b / \rho_s.$$

La masse volumique de la phase solide des sols peut être estimée voisine de celle du quartz : $2,65 \text{ Mg m}^{-3}$, dans le cas de sols peu organiques et à faible teneur en oxydes et hydroxydes de fer. La gamme de variation des valeurs de ρ_b couramment rencontrée dans la nature est de $1,1$ à $1,7 \text{ Mg m}^{-3}$, soit une porosité variant entre $0,60$ et $0,35$, respectivement.

Dans la réalité, la teneur en eau maximale d'un sol, appelée aussi teneur en eau à saturation θ_s , n'atteint pas la valeur de la porosité mais reste légèrement inférieure en raison de la difficulté à déplacer l'ensemble de la phase gazeuse du sol par de l'eau et de l'existence de pores difficilement accessibles. On estime généralement que θ_s représente 93 à 95 % de la porosité P .

c) Stock d'eau

Lorsque la teneur en eau d'un sol est exprimée à l'aide de W , le stock d'eau S_w en mm de lame d'eau s'obtient par :

$$S_w = E W (\rho_b / \rho_w)$$

où E est l'épaisseur du solum en mm. Lorsque la teneur en eau est exprimée à l'aide de θ , S_w s'obtient alors par :

$$S_w = E \theta.$$

Dans le cas où le solum est décrit par une superposition d'horizons ayant des teneurs en eau différentes, S_w correspond alors à la somme des contributions des différents horizons.

15.2.2 Potentiel de l'eau

La grandeur, qui permet de décrire et prévoir les transferts d'eau dans la couverture pédologique, est le « potentiel de l'eau », quantité d'énergie contenue dans une quantité unitaire d'eau. L'état énergétique de l'eau dans le sol se décompose en énergie potentielle de position dans un champ de force et en énergie cinétique due à la vitesse de déplacement du liquide. Cette dernière, généralement faible dans les sols, est négligeable devant le terme d'énergie potentielle. On considère donc que le terme « énergie potentielle », ou « potentiel », suffit à décrire l'état énergétique de l'eau dans le sol.

Dans tout ce qui suit, on considérera l'eau comme un liquide incompressible et se déplaçant uniquement sous forme liquide en conditions isothermes. Le phénomène d'évaporation ne sera donc pas traité ici.

a) Etat de référence du potentiel de l'eau

La définition de l'état énergétique de l'eau dans le sol se fait par référence à l'état standard suivant : eau pure (sans soluté), libre (pas de phase solide), à la pression de référence (pression atmosphérique) et à l'altitude de référence (plan horizontal de référence généralement pris à la surface du sol). Par définition, le potentiel de l'eau à cet état de référence a une valeur nulle.

Le potentiel total de l'eau Ψ_t correspond au travail nécessaire pour déplacer de façon totalement réversible une unité de quantité d'eau de l'état énergétique de référence à celui de l'eau dans le volume de sol considéré. A l'équilibre, le potentiel total de l'eau est identique en tout point de l'espace. Toute variation dans l'espace du potentiel de l'eau entraînera un déplacement spontané de l'eau dans le sens des potentiels décroissants (par convention).

b) Unités

Il est possible d'exprimer le potentiel de l'eau dans différentes unités en fonction de l'unité prise pour caractériser la quantité d'eau. Le Joule (J) est l'unité d'énergie dans le Système International (SI). Trois grandeurs sont couramment utilisées pour exprimer la quantité d'eau : la masse, le volume et le poids. Il en résulte 3 unités possibles pour le potentiel de l'eau (tableau 15.1).

TABLEAU 15.1 LES UNITES DU POTENTIEL DE L'EAU

Unité de quantité d'eau	Symbole	Nom usuel	Dimension	Unité SI
masse	μ	Potentiel chimique	L^2T^{-2}	$J\ Kg^{-1}$
volume	Ψ	Potentiel	$ML^{-1}T^{-2}$	Pa ($N\ m^{-2}$)
poids	H	Charge hydraulique	L	M

L'unité la plus courante en physique du sol est celle faisant référence au volume d'eau, Ψ , donc homogène à une pression. Le référencement de l'état énergétique à l'unité de masse est utilisé en physico-chimie, tandis que le référencement à l'unité de poids d'eau est couramment utilisée en hydraulique.

c) Composantes du potentiel de l'eau dans un sol

Dans le sol, l'eau est soumise au champ de force lié à la gravité et à des interactions dues aux phases solide et gazeuse ainsi qu'à la présence de solutés dans la phase liquide. A l'échelle macroscopique, ces forces s'expriment à travers divers phénomènes comme la capillarité, l'osmose... La distinction entre ces phénomènes est à la base de la décomposition du potentiel total de l'eau en ses composantes.

Si l'on se limite à des sols indéformables, non salés et pour lesquels on peut négliger les variations de température, on distingue 2 composantes de base du potentiel total : gravitaire et de pression, cette dernière étant décomposable en composantes matricielle et hydrostatique.

Gravité et potentiel gravitaire

Le potentiel gravitaire, h_g , de l'eau est le travail nécessaire pour déplacer de manière réversible une unité de quantité d'eau de l'état de référence jusqu'à l'altitude du point considéré dans le sol. Le potentiel gravitaire correspond donc à un déplacement dans le champ de pesanteur. En général, l'axe des altitudes est orienté vers le haut, puisque l'eau s'écoule par gravité dans le sens des potentiels décroissants. Par conséquent, l'altitude de référence étant la surface du sol, le potentiel gravitaire sera négatif dans le sol, positif au dessus de la surface du sol. Le potentiel gravitaire, en unité de pression, s'exprime par :

$$h_g = z,$$

où z est l'altitude du volume de sol considéré.

Potentiel de pression ou potentiel tensiométrique

Le potentiel de pression, h_p , de l'eau est le travail nécessaire pour déplacer de manière réversible une unité de quantité d'eau de l'état de référence jusqu'à la pression de l'eau dans le volume de sol considéré. Le potentiel de pression h_p est directement mesurable à l'aide d'un tensiomètre.

L'état de pression de l'eau dans le sol peut être très différent selon que l'on ait affaire à un sol saturé en eau, ou non saturé. Ce constat amène à la distinction de deux types de potentiel de pression, potentiel de pression hydrostatique ou

potentiel de pression capillaire, l'un prenant le relais de l'autre selon l'état de saturation du sol.

Potentiel de pression hydrostatique

Lorsque le sol est saturé, l'eau est soumise à la pression exercée par la colonne d'eau qui la surmonte au point considéré. Le potentiel de pression h_p est alors positif (pression supérieure à la pression atmosphérique de référence) et correspond à la hauteur de la colonne d'eau (m).

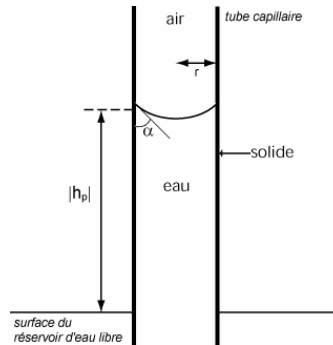
Potentiel de pression capillaire ou potentiel matriciel

Lorsque le sol n'est pas saturé, il existe des forces de tension superficielle aux interfaces entre les phases gazeuse, liquide et solide. Ces forces de tension superficielle déterminent la courbure des interfaces entre la solution et l'air du sol et, par conséquent, leur différence de pression.

Le potentiel de pression capillaire de l'eau ou potentiel matriciel (potentiel lié aux caractéristiques du sol considéré comme une matrice poreuse) dans un pore cylindrique parfaitement rectiligne est relié son rayon (r) :

$$h_p = -2 \sigma \cos \alpha / (\rho_w g r),$$

avec σ , tension interfaciale liquide-vapeur en N m^{-1} , α , angle de raccordement de l'eau sur la paroi du pore, g , l'accélération de la pesanteur (m s^{-2}). Le potentiel de pression capillaire dans un sol non saturé est toujours négatif, la pression de l'eau dans le capillaire étant inférieure à la pression atmosphérique de référence.



Ascension capillaire dans un tube rectiligne (**figure 15.1**)

L'application numérique de cette équation, avec $\sigma = 75 \text{ mN m}^{-1}$ (tension superficielle de l'eau pure dans l'air) et $\alpha = 0^\circ$ (liquide mouillant parfaitement la paroi du pore), donne :

$$h_p = - 0,15 / r,$$

avec h_p en cm de hauteur de colonne d'eau et r en cm.

Pore équivalent. Un pore équivalent est un pore de géométrie simple qui possède des propriétés semblables au pore réel. Lorsqu'il s'agit des propriétés hydrauliques des pores, on utilise généralement un modèle de pore cylindrique. On parle alors de rayon ou diamètre de pore équivalent.

L'abaissement du potentiel de l'eau dans un pore est d'autant important que le pore possède un rayon de petite dimension.

Potentiel total

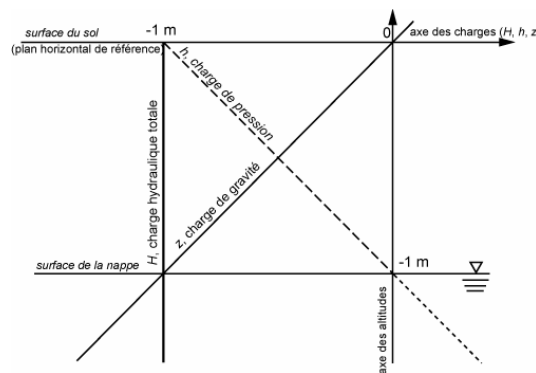
Lorsque le potentiel est exprimé par unité de poids d'eau, le potentiel total est appelé charge hydraulique (H). On peut le décomposer en :

$$H = h_g + h_p$$

ou, en simplifiant les notations :

$$H = z + h$$

avec z , charge de gravité et h , charge de pression. La charge de pression peut être positive (milieu saturé) ou négative (milieu non saturé). A l'équilibre, $H = \text{cte}$ et les variations de h et z se compensent.



Equilibre hydrostatique dans un sol (figure 15.2)

15.2.3 Ecoulement de l'eau

Dans la couverture pédologique, l'eau s'écoule en empruntant un réseau de pores de géométrie complexe défini par des diamètres et tortuosités très variables. Au cours de cet écoulement, les forces de cisaillement et de frottement à l'intérieur du liquide correspondent à la dissipation du travail fourni par l'eau lors de sa diminution de potentiel.

L'aptitude du sol à se laisser traverser par l'eau s'exprime à l'aide de la conductivité hydraulique K , qui est pour la circulation de l'eau dans un sol ce qu'est la conductance électrique pour la circulation des électrons dans un corps conducteur. La conductivité hydraulique du sol varie très fortement selon le degré de saturation du sol.

a) Ecoulement en sol saturé

L'intensité de l'écoulement est fonction de la résistance à l'écoulement exercée par le réseau de pores. Dans le cas d'un écoulement monodimensionnel vertical, le flux d'eau q en m s^{-1} s'écrit :

$$q = -K_s \partial H / \partial z = -K_s (\partial h / \partial z + 1)$$

avec K_s conductivité hydraulique du sol lorsqu'il est saturé (*i.e.* quand l'ensemble des pores participent à l'écoulement) en m s^{-1} . Cette relation correspond à l'expression de la loi de Darcy.

Remarque : Dans l'expression des lois d'écoulement de l'eau dans les sols, il est commode d'exprimer le potentiel de l'eau en unité de longueur (charge hydraulique), car le gradient de potentiel est alors adimensionnel et la conductivité hydraulique est homogène à une vitesse (L T^{-1}).

b) Ecoulement en sol non saturé

Lorsque le sol n'est pas saturé, K est une fonction de la charge pression capillaire h de l'eau dans le sol, car celui-ci détermine la taille des pores qui sont remplis d'eau et qui, par conséquent, contribuent à l'écoulement. Ainsi, la loi de Darcy peut être généralisée aux cas des sols non saturés (cas d'un écoulement monodimensionnel vertical) :

$$q = - K(h) \partial H / \partial z$$

ou encore :

$$q = - K(h) \partial h / \partial z - K(h)$$

puisque :

$$H = h + z.$$

Le sol n'étant pas saturé, les variations de flux doivent respecter l'équation de continuité de la matière, qui indique que le bilan des flux entrants et sortants est égal à la variation de la teneur en eau dans le volume élémentaire considéré :

$$\partial \theta / \partial t = - \partial q / \partial z$$

Si l'on combine cette équation avec la loi de Darcy généralisée, on obtient une équation générale de l'écoulement en milieu non saturé, ou équation de Richards, qui s'écrit, dans le cas d'un écoulement monodimensionnel vertical :

$$\partial \theta / \partial t = \partial [K(h) \partial H / \partial z] / \partial z$$

Cette équation est à la base de la modélisation du transport non saturé de l'eau dans les sols.

15.3 Les Applications

Les conséquences environnementales des interactions entre la couverture pédologique et l'eau sont nombreuses. Ainsi, à titre d'exemple :

- Les variations de porosité dans les premiers millimètres à la surface du sol sont un élément déterminant de la partition entre ruissellement et infiltration. C'est donc la répartition de la lame d'eau pluviométrique entre eaux superficielles et souterraines qui se joue à la surface du sol ;

- La quantité d'eau stockée dans la couverture pédologique représente autant d'eau qui ne participe pas à la recharge de l'aquifère. La connaissance de cette quantité stockée et de son évolution dans le temps est alors nécessaire à toute analyse du fonctionnement d'un aquifère ;
- L'eau stockée dans la porosité est retenue avec une énergie d'autant plus élevée que les pores sont de petite taille. C'est par conséquent la répartition de ce stock d'eau en fonction de l'énergie de rétention qu'il est nécessaire de connaître pour apprécier la disponibilité de l'eau pour l'alimentation des plantes ;
- Le temps de séjour de l'eau dans la couverture pédologique est, quant à lui, un facteur essentiel de la qualité de l'eau souterraine.

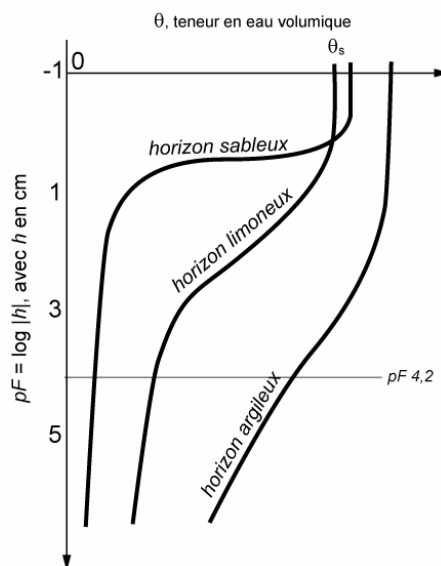
La couverture pédologique est un milieu poreux qui interagit de façon complexe avec l'eau. La porosité des différents horizons qui la composent détermine en effet à la fois la façon dont l'eau est retenue et circule en son sein. Il est par conséquent essentiel de connaître ces interactions.

15.3.1 Rétention de l'eau par les sols

La rétention en eau d'un horizon correspond à sa capacité à retenir l'eau à un état hydrique donné, caractérisé par une valeur donnée du potentiel matriciel de l'eau dans le sol. On nomme « caractéristique de rétention en eau » la relation $\theta(h)$ qui relie θ , teneur en eau volumique, et h , potentiel matriciel de l'eau. Il s'agit d'une relation non linéaire puisque h peut varier de plusieurs ordres de grandeur : $h = 0$ à saturation et $h = -10^6$ hPa pour un horizon très sec, tandis que θ varie de θ_s (rarement supérieur à 0,95) à θ proche de 0 pour un horizon séché à l'air. C'est pourquoi on utilise couramment la transformation logarithmique suivante pour faciliter la représentation graphique des caractéristiques de rétention :

$$pF = \log_{10} |h|, \quad \text{avec } h \text{ en cm.}$$

Cette relation varie d'un horizon à l'autre, en particulier en fonction de la texture et de la structure du sol.



Caractéristiques de rétention $\theta(h)$ d'un horizon argileux, d'un horizon limoneux et d'un horizon sableux (**figure 15.3**)

a) Capacité au champ et point de flétrissement permanent

La capacité au champ correspond à l'état hydrique du sol **in situ** après ressuyage par gravité d'une pluie ayant saturé entièrement le solum. Elle correspond aussi à la borne supérieure de la réserve en eau utile RU du solum. L'eau contenue entre la saturation et la capacité au champ séjourne dans le sol de manière trop fugace pour être considérée disponible pour les plantes. Une de ses principales applications concerne l'évaluation de la RU du sol pour l'alimentation hydrique des plantes.

Le concept de « capacité au champ », s'il demeure fort utile en Agronomie et « parlant » pour l'agriculteur, pose de sérieuses difficultés lorsqu'il s'agit de le traduire en valeur de potentiel matriciel. Aussi, plutôt que de tenter de normaliser le concept de capacité au champ et par là même réduire son champ d'application, les physiciens du sol préfèrent parler de « capacité de rétention » à un pF donné. Il semble que ce pF puisse varier de 1,5 à 2,5 selon les types de sol et le climat. Comme il n'y a pas d'accord sur la valeur à attribuer au pF équivalent à la capacité au champ, il convient d'être prudent quant à la généralisation d'une valeur particulière de pF.

Les difficultés pour définir la capacité au champ tiennent au fait qu'il ne s'agit pas d'un état d'équilibre. De la même façon, il n'est pas possible de définir l'état ressuyé pour un solum. Ce que l'on constate, c'est qu'après un certain temps consécutif à une pluie ayant très largement réhumecté le sol, la teneur en eau varie suffisamment lentement pour que l'on puisse considérer qu'il s'agit d'un état d'équilibre, mais en toute rigueur, ce n'est pas le cas.

La définition du point de flétrissement permanent pour les plantes pose moins de difficulté, principalement parce que la teneur en eau varie peu dans le domaine de potentiel correspondant à cet état hydrique (figure 15.4). Le point de flétrissement permanent est l'état hydrique du sol auquel les plantes ne peuvent

plus puiser de l'eau et flétrissent de manière irréversible. On lui fait correspondre la valeur de pF 4,2 soit $\Psi = -15$ MPa.

b) La réserve en eau utile

Les teneurs en eau à la capacité au champ et au point de flétrissement correspondent respectivement aux bornes supérieure et inférieure de la RU . Celle-ci s'estime donc par :

$$RU = \int_0^{z_{\text{rac}}} (\theta_{\text{CC}}(z) - \theta_{\text{FP}}(z)) dz,$$

où θ_{CC} est la teneur en eau volumique à la capacité au champ, θ_{FP} , la teneur en eau volumique au point de flétrissement permanent et z_{rac} , la profondeur d'enracinement des plantes. En effet, pour que l'eau soit utile aux plantes, encore faut-il qu'elle leur soit accessible. On exprime généralement RU en mm. Elle est alors directement comparable avec les hauteurs de pluie.

c) Connaissance détaillée de $\theta(h)$

Pour pouvoir résoudre les problèmes liés au transport de l'eau et des solutés dans les sols, un nombre croissant de modèles utilisent la loi de Darcy généralisée et requièrent par conséquent que $\theta(h)$ soit décrit par une fonction mathématique continue et dérivable. Parmi les fonctions proposées, celle proposée par van Genuchten (1980) est la plus couramment utilisée :

$$(\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r) = \{1 + (\alpha h)^n\}^{-m},$$

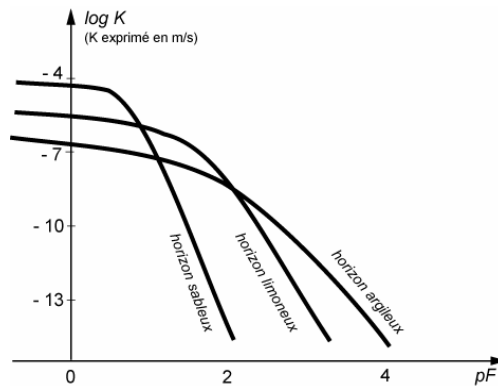
où θ_s est la teneur en eau volumique à saturation du sol, θ_r , la teneur en eau résiduelle (*i.e.* pour un sol très sec), α , n et m , des paramètres de forme de la relation $\theta(h)$. Le paramètre n est soumis à la contrainte $n > 1$ de façon à ce que la courbe de rétention approche la saturation avec une pente nulle.

15.5.2 Circulation de l'eau dans les sols

Si les variations de potentiel de l'eau dans le sol sont le moteur des écoulements, leur intensité est aussi déterminée par la capacité du sol à se laisser traverser par l'eau, c'est-à-dire par sa conductivité hydraulique K . Elle est fortement dépendante du taux de saturation en eau de sa porosité, c'est-à-dire de sa teneur en eau. La conductivité hydraulique à saturation d'un horizon K_s est principalement déterminée par la taille maximale des pores de l'horizon : un horizon sableux aura une conductivité hydraulique à saturation supérieure à celle d'un horizon argileux. En revanche, si ce dernier possède des pores structuraux (fissures, galeries de vers de terre), sa conductivité hydraulique à saturation pourra être élevée et supérieure à celle d'un horizon sableux sans pores structuraux.

Dès qu'un horizon se désature, sa conductivité hydraulique diminue fortement. L'allure de cette diminution peut être décrite par la relation $K(\theta)$ qui relie la conductivité hydraulique K , à la teneur en eau volumique θ . La conductivité

hydraulique peut aussi s'exprimer aussi en fonction du potentiel matriciel de l'eau h , compte tenu de la caractéristique de rétention reliant θ et h (figure 15.4).



Caractéristiques de conductivité hydraulique $K(h)$ d'un horizon argileux, d'un horizon limoneux et d'un horizon sableux (**figure 15.4**)

Quand un horizon sableux se désature, K décroît brusquement. La porosité d'un horizon sableux est principalement constituée des espaces situés entre les grains de sable. Cette porosité inter-grains, de taille relativement grande, est rapidement vidée de son eau lorsque le potentiel matriciel diminue. La conductivité hydraulique est alors très faible et limitée aux films d'eau résiduelle présents autour des grains.

La désaturation d'un horizon argileux, lors de l'abaissement du potentiel matriciel, est beaucoup plus progressive, en raison d'une distribution de taille des pores plus étalée que celle de l'horizon sableux. Ceci conduit à une diminution de K plus progressive que dans le cas de l'horizon sableux. Ainsi, en conditions non saturées ($pF > 1,6$ sur la figure 15.5), un sol argileux peut avoir une conductivité hydraulique supérieure à celle d'un sol sableux.

15.3.3 Prédiction des caractéristiques hydriques

Pour de nombreuses applications environnementales, il est nécessaire de connaître les caractéristiques hydriques $\theta(h)$ et $K(h)$ ou $K(\theta)$ des horizons qui composent la couverture pédologique. Or la détermination de ces caractéristiques par des méthodes expérimentales est généralement longue, coûteuse et difficile. C'est pourquoi des outils de prédiction ont été développés pour les calculer à partir de caractéristiques pédologiques beaucoup plus aisément accessibles.

Les « fonctions de pédotransfert (FPT) » constituent un moyen d'établir un lien entre ce qui est disponible dans les bases de données (*ce que nous avons*) et les données nécessaires pour les modèles décrivant le fonctionnement des sols (*ce dont nous avons besoin*). Elles ne sont donc pas exclusivement des outils de prédiction des caractéristiques hydriques du sol.

Des FPT ont été aussi développées pour d'autres propriétés comme la densité apparente, la stabilité structurale ou encore le nombre de jours disponibles pour travailler le sol mais c'est pour les propriétés de rétention en eau que le plus grand nombre de travaux ont été réalisés.

a) Prédiction de θ à différentes valeurs de h

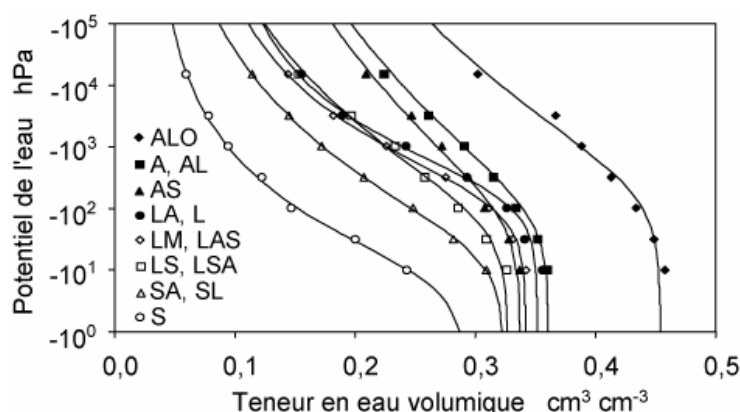
De nombreuses FPT ont été développées pour θ à différentes valeurs de h (Bastet et al., 1998). Elles sont généralement de la forme :

$$\theta = a + b (Da) + c (CO) + d (Ar) + e (Li)$$

avec θ : teneur en eau volumique, Da : densité apparente, CO : teneur en carbone organique en $g \cdot 100g^{-1}$, Ar : pourcentage d'argile, Li : pourcentage de limon et a , b , c , d et e : des coefficients qui varient en fonction de la valeur de h .

D'autres FPT fournissent aussi des valeurs ponctuelles de θ à des valeurs de h particulières mais elles sont données par classe de composition. Ainsi, à telle classe de texture, on fait correspondre des valeurs de W ou θ à différentes valeurs de h (Bruand et al., 2002).

Même lorsque l'on utilise des FPT ne permettant que l'estimation ponctuelle de θ à un nombre limité de valeurs de h , dès lors que ce nombre de valeurs est suffisamment élevé, il est possible par la suite d'ajuster un modèle de courbe correspondant à l'une des fonctions analytiques proposées dans la littérature pour décrire $\theta(h)$ comme la fonction de van Genuchten (1980).



Fonctions analytiques de van Genuchten (1980) ajustées sur les valeurs ponctuelles de θ proposées par Bruand *et al.* (2002) en fonction de la classe de texture (**figure 15.5**)

b) Prédiction des paramètres de la courbe $\theta(h)$

Des FPT ont aussi été développées afin de prédire directement les valeurs des paramètres d'ajustement de fonctions analytiques décrivant les variations de θ en fonction de h . C'est sans aucun doute les paramètres de la fonction proposée par van Genuchten (1980) qui ont été l'objet du développement de FPT les plus nombreuses (Bastet et al., 1998 ; Wösten et al., 2001).

TABLEAU 15.2 PARAMETRES DE LA FONCTION DE MUALEM (1976) - VAN GENUCHTEN PROPOSEES PAR WÖSTEN ET AL. (1999) A PARTIR DES DONNEES DE

LA BASE EUROPEENNE HYPRES. LES TEXTURES SONT CELLES DU TRIANGLE DE
TEXTURE FAO.

	θ_r	θ_s	α	n	m	L	K_s
<i>Horizons de surface</i>							
Grossière	0.025	0.403	0.0383	1.3774	0.2740	1.2500	60.000
Moyenne	0.010	0.439	0.0314	1.1804	0.1528	-2.3421	12.061
Moyenne-fine	0.010	0.430	0.0083	1.2539	0.2025	-0.5884	2.272
Fine	0.010	0.520	0.0367	1.1012	0.0919	-1.9772	24.800
Très fine	0.010	0.614	0.0265	1.1033	0.0936	2.5000	15.000
<i>Horizons de subsurface</i>							
Grossière	0.025	0.366	0.0430	1.5206	0.3424	1.2500	70.000
Moyenne	0.010	0.392	0.0249	1.1689	0.1445	-0.7437	10,755
Moyenne-fine	0.010	0.412	0.0082	1.2179	0.1789	0.5000	4.000
Fine	0.010	0.481	0.0198	1.0861	0.0793	-3.7124	8.500
Très fine	0.010	0.538	0.0168	1.0730	0.0680	0.0001	8.235

15.3.4 Partage infiltration – ruissellement

Le partage entre l'eau qui s'infiltre et l'eau qui ruisselle à la surface de la couverture pédologique est une composante essentielle du cycle hydrologique, puisqu'elle détermine en grande partie la part des eaux de pluie qui rejoint les eaux de surface (rivières, lacs) et celle qui rejoint soit l'atmosphère via l'évapotranspiration des couverts végétaux, soit les eaux souterraines via le phénomène de recharge des nappes phréatiques.

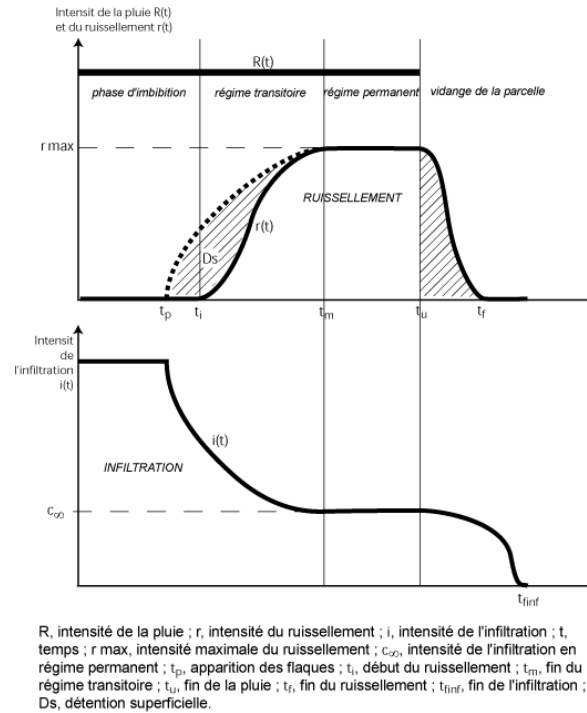
a) Dynamique de l'infiltration et du ruissellement

La partage entre infiltration et ruissellement est essentiellement dépendant de la capacité d'infiltration ou infiltrabilité du sol. La capacité d'infiltration du sol en fonction du temps t , $c(t)$, est le flux d'eau traversant la surface de la couverture pédologique lorsque le potentiel de l'eau à sa surface est nul ($h = 0$). On peut distinguer deux étapes dans le processus d'infiltration :

- Tant que l'intensité de la pluie $R(t)$ est inférieure à $c(t)$, c'est-à-dire entre le début de la pluie, t_0 , et la date d'apparition d'eau libre en surface du sol, t_p , toute l'eau de pluie s'infiltre et le flux d'eau en surface du sol, appelé « infiltration », $i(t)$, est déterminé par l'intensité de la pluie : $i(t) = R(t)$. L'infiltration est alors contrôlée par une condition de flux (l'intensité de la pluie) à la surface du sol.
- Lorsque $R(t)$ excède $c(t)$, c'est-à-dire à partir de t_p , le flux d'eau en surface du sol est déterminé par la capacité d'infiltration du sol : $i(t) = c(t)$. Une partie de l'eau de pluie ne s'infiltre pas et s'accumule à la surface du sol : c'est le flaquage. L'infiltration est alors contrôlée par une condition de potentiel (la pression hydrostatique exercée par la lame d'eau stockée en surface du sol). La capacité de la surface du sol à stocker l'eau est appelée « détention superficielle, D_s ». Celle-ci est principalement dépendante de la

rugosité de la surface des horizons superficiels. Lorsque le volume d'eau en excès stocké en surface excède la détention superficielle, c'est-à-dire à partir de t_i , l'eau s'évacue latéralement par gravité : c'est le ruissellement $r(t)$.

•



Dynamique du ruissellement et de l'infiltration pour un solum sous une pluie d'intensité constante (**figure 15.6**)

La capacité d'infiltration $c(t)$ d'un solum dépend de son état hydrique et de ses caractéristiques hydrodynamiques $\theta(h)$ et $K(h)$. Initialement élevée au début de l'infiltration lorsque le sol est sec, $c(t)$ diminue rapidement au cours du temps jusqu'à approcher, de manière asymptotique, une valeur constante, c_{∞} , correspondant à la capacité d'infiltration du solum en régime permanent observée à partir du temps t_m .

Lorsque la pluie s'arrête (temps t_u), le ruissellement ne cesse pas immédiatement car il faut attendre que la lame d'eau ruissellante (en excès de D_s) soit évacuée (au temps t_r). Enfin, une fois le ruissellement disparu, l'infiltration prend fin (au temps t_{inf}) avec la disparition de l'eau contenue dans la détention superficielle D_s du sol.

b) Les équations de l'infiltration

Plusieurs relations empiriques ont été proposées pour décrire l'infiltration de l'eau dans les sols. Une des plus connues est celle de Horton (1940). Ces relations empiriques présentent l'inconvénient d'avoir des paramètres qui n'ont pas de signification physique et/ou qui dépendent de l'état hydrique initial du sol et des caractéristiques de la pluie.

A côté des lois empiriques, on dispose d'un certain nombre d'approches physiques du processus d'infiltration. La plus ancienne est celle due à Green et Ampt (1911). Elle considère un « sol uniforme » pour lequel on peut définir précisément un « front d'infiltration ». Une autre loi d'infiltration basée sur une approche physique est celle qui a été proposée par Philip (1969).

15.4 Conclusion

La maîtrise de la ressource en eau nécessite que soient mieux connues les interactions entre la couverture pédologique et l'eau et, de façon plus générale, comment interfère le système sol-plante-atmosphère avec le cycle de l'eau.

La qualité des eaux superficielles et souterraines dépend de notre aptitude à apprécier le risque de transfert de produits polluants en fonction des choix de gestion des sols qui sont faits. Là aussi, il est important de bien connaître quelles sont les conséquences du fonctionnement hydrique des sols sur le cycle de l'eau.

Nous avons vu dans ce chapitre que la question de la circulation de l'eau dans le sol était loin d'être simple car le sol est un milieu poreux à géométrie complexe et déformable en fonction de son degré de saturation. Les caractéristiques de ce milieu, en particulier ses propriétés hydriques, varient selon les caractéristiques du sol, en particulier de sa texture et de sa porosité.

Or, pour répondre aux questions relatives à la gestion de l'eau au niveau d'unités de paysage telles que des bassins versants élémentaires ou de plus grande taille, il est nécessaire de prendre en compte la diversité des solums qui composent la couverture pédologique de ces unités de paysage. Les études sont alors souvent limitées par le déficit de données pertinentes pour décrire le transfert de l'eau à de tels niveaux.

C'est par conséquent en progressant autant sur le plan de la connaissance de la physique des transferts dans la couverture pédologique, que sur celui de l'identification des grandeurs pertinentes et de leur connaissance en fonction de la nature du sol, que le rôle du sol dans le cycle de l'eau sera mieux connu et par conséquent mieux maîtrisé.

BIBLIOGRAPHIE

- Bastet G. – *Estimation des propriétés de rétention en eau à l'aide de fonction de pédotransfert : Développement de nouvelles approches*. Thèse Université d'Orléans, 123 p, 1999.
- Bastet G., Bruand A., Quétin P. et Cousin I. – Estimation des propriétés de rétention en eau des sols à l'aide de fonctions de pédotransfert (FPT) : Une analyse bibliographique. *Etude et Gestion des Sols*, 5(1), 7-28, 1998.
- Bruand A., Perez Fernandez P., Duval O., Quétin Ph., Nicoullaud B., Gaillard H., Raison L., Pessaud J.F., Prud'Homme L. – Estimation des propriétés de rétention en eau des sols : Utilisation de classes de pédotransfert après

- stratifications texturale et texturo-structurale. *Etude et Gestion des Sols*, 9, 105-125, 2002.
- van Genuchten M.Th. – A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44, 892–898, 1980.
- Green W.H. et Ampt G.A. – Studies on soil physics. Part I.- The flow of air and water through soils. *Journal of Agricultural Science*, 4, 1-25, 1911.
- Horton R.E. – An approach toward a physical interpretation of infiltration-capacity. *Soil Science Society of America Proceedings*, 5, 399-417, 1940.
- Mualem Y. – A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resources Research*, 12, 513-522, 1976.
- Philip J.R. – Theory of infiltration. *Advances in Hydrosociences*, 5, 215-296, 1969.
- Wösten J.H.M., Pachepsky Y.A., Rawls W.J. - Pedotransfer functions: bridging the gap between available basic soil data and missing soil hydraulic characteristics. *Journal of Hydrology* 251, 123–150, 2001.

EXERCICES

Exercice 15.1 (*Teneur en eau et stock d'eau*)

Soit un solum correspondant à la superposition des trois horizons dont les caractéristiques sont données dans le tableau présenté ci-dessous :

Horizon	Texture	Epaisseur (m)	ρ_b (kg dm ⁻³)	W_{CC} (g g ⁻¹)	W_{PF} (g g ⁻¹)
L	Sable Argileux	0,25	1,3	0,15	0,05
E	Sable Argileux	0,32	1,6	0,13	0,04
B	Argile Limoneuse	0,46	1,5	0,23	0,10

Questions de niveau premier cycle : Calculez la porosité P de chaque horizon en utilisant $\rho_s = 2,65 \text{ g cm}^{-3}$. Quelles sont les teneurs en eau volumiques à la capacité au champ θ_{CC} et au point de flétrissement permanent θ_{PF} pour les trois horizons ? Quel est le taux de saturation de la porosité à ces deux états hydriques ? Quelle est la RU en mm par cm pour chaque horizon ? Quelle est la RU en mm pour l'ensemble du solum ? Quel est en mm le stock d'eau S_w présent dans chaque horizon et dans l'ensemble du solum à la capacité au champ et au point de flétrissement permanent ?

Exercice 15.2 (*Potentiel de pression capillaire et taille de pores équivalents*)

Le potentiel de pression capillaire de l'eau dans un pore cylindrique parfaitement rectiligne est relié à son rayon r :

$$h_p = -2 \sigma \cos\alpha / r$$

avec σ , tension interfaciale liquide-vapeur en N m^{-1} , α , angle de raccordement de l'eau sur la paroi du pore. Si l'on utilise pour les calculs $\sigma = 0.075 \text{ N m}^{-1}$ et $\alpha = 0$ (liquide mouillant parfaitement la paroi), on obtient :

$$h_p = -0,15 / r$$

avec h_p en Pa et r en m ou h_p en cm de hauteur de colonne d'eau et r en cm. La hauteur $|h_p|$ à laquelle l'eau monte dans le capillaire est par conséquent égale à :

$$|h_p| = 0,15 / r.$$

avec $|h_p|$ et r en cm.

Questions de niveau premier cycle : Calculer la hauteur à laquelle l'eau monte dans un pore de rayon $r = 1000 \mu\text{m}$, $100 \mu\text{m}$, $10 \mu\text{m}$, $1 \mu\text{m}$ et $0,1 \mu\text{m}$. Pour un capillaire de 1 m de long et $10 \mu\text{m}$ de rayon, en position verticale et en contact à sa base avec de l'eau libre, quelle est la hauteur à laquelle l'eau monte ? Quelle pression faudra-t-il exercer par l'orifice supérieur du capillaire pour le vider de son eau ? Que peut-on en déduire pour le potentiel de l'eau dans le capillaire ?

Question de niveau second cycle : représenter graphiquement les potentiels de pression, de gravité et total de l'eau dans un capillaire en position verticale et en contact à sa base avec de l'eau libre. On prendra un capillaire de $10 \mu\text{m}$ de rayon.

Exercice 15.3 (*Flux d'eau dans les pores structuraux : importance de la taille des pores tubulaires et des pores planaires*)

Le débit d'eau (Q , volume d'eau en $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) dans un pore de forme cylindrique et de rayon r (m) est donné par la relation de Poiseuille :

$$Q = \frac{\pi g r^4}{8 \eta} \text{grad}(H)$$

avec g , gravité en m s^{-2} , η , viscosité cinématique de l'eau en $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ et $\text{grad}(H)$, gradient de potentiel ou gradient hydraulique en m.m^{-1} . Dans un pore de forme planaire, de largeur l (m) et de longueur unitaire, le débit d'eau est donné par la relation :

$$Q = \frac{\pi g l^3}{12 \eta} \text{grad}(H).$$

Questions de niveau premier cycle : Représenter dans un même graphique les variations de Q pour un pore cylindrique avec $10 \leq r \leq 1000 \mu\text{m}$ et pour un pore planaire avec $10 \leq l \leq 1000 \mu\text{m}$. On utilisera pour les calculs $g = 9,81 \text{ m s}^{-2}$, $\eta = 1.004 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ et un gradient hydraulique de $1 \text{ m} \cdot \text{m}^{-1}$. Quel est le volume d'eau qui s'écoule en un jour dans un pore cylindrique de $r = 1000 \mu\text{m}$? Quelle est la largeur l d'un pore planaire qui permet d'écouler le même volume d'eau que ce pore cylindrique en un jour ?

Quels sont les types de pores structuraux auxquels on peut rattacher les modèles de pore cylindrique et planaire ?

Question de niveau deuxième cycle : Si l'on considère une surface de sol d'aire 1 dm^2 contenant un réseau de pores planaires de maille carré de côté $= 1 \text{ cm}$ et de largeur $l = 100 \mu\text{m}$, quel est le rayon r du pore cylindre permettant d'assurer le même flux d'eau ? On utilisera les mêmes conditions de gradient hydraulique que pour les questions précédentes.

Quel est le pourcentage de porosité correspondant au réseau de pores planaires ainsi qu'au pore cylindrique considéré précédemment ? Quelle conclusion peut-on en tirer ?

EXERCICES (CORRIGES)

Exercice 15.1 (*Teneur en eau et stock d'eau*)

Questions de niveau premier cycle : La porosité P est calculée à partir de ρ_a et de ρ_s puisque :

$$P = 1 - \rho_b / \rho_s.$$

Quant aux teneurs en eau volumiques à la capacité au champ θ_{CC} et au point de flétrissement permanent θ_{PF} , elles sont calculées à l'aide des relations suivantes :

$$\theta_{CC} = (\rho_b / \rho_w) W_{CC},$$

$$\theta_{PF} = (\rho_b / \rho_w) W_{PF},$$

et correspondent respectivement à des taux de saturation qui sont :

$$\text{Taux de saturation à la capacité au champ} = \theta_{CC} / P$$

$$\text{Taux de saturation au point de flétrissement permanent} = \theta_{PF} / P$$

Horizon	P	θ_{CC}	θ_{PF}	Taux de saturation à	
				CC	PF
L	0,51	0,195	0,065	0,38	0,13
E	0,40	0,208	0,064	0,52	0,16
B	0,43	0,345	0,150	0,80	0,35

La réserve utile RU correspond à la différence de teneur en eau volumique entre la capacité au champ et le point de flétrissement permanent. La RU exprimée en mm de lame d'eau par cm de sol est calculée à l'aide de la relation suivante :

$$RU = (\theta_{CC} - \theta_{PF}) \times 10.$$

Pour un horizon, la RU en mm de lame d'eau est donnée par :

$$RU = (\theta_{CC} - \theta_{PF}) \times \text{Epaisseur de l'horizon en mm.}$$

La RU du solum correspond à la somme des RU calculées pour les trois horizons L, E et B.

Les stocks d'eau S_w à la capacité au champ et au point de flétrissement permanent sont respectivement donnés par :

$$S_w \text{ à la capacité au champ} = \text{Epaisseur de l'horizon en mm} \times \theta_{CC}$$

$$S_w \text{ au point de flétrissement permanent} = \text{Epaisseur de l'horizon en mm} \times \theta_{PF}$$

Horizon	RU mm de lame d'eau par cm d'horizon	RU (mm de lame d'eau)	Stock d'eau S_w à : (mm de lame d'eau)	
			CC	PF
L	1,3	32,5	49	16
E	1,4	46,1	66	21
B	2,0	89,7	159	69
Solum	-	168,3	274	106

Exercice 15.2 (Potentiel de pression capillaire et taille de pores équivalents)

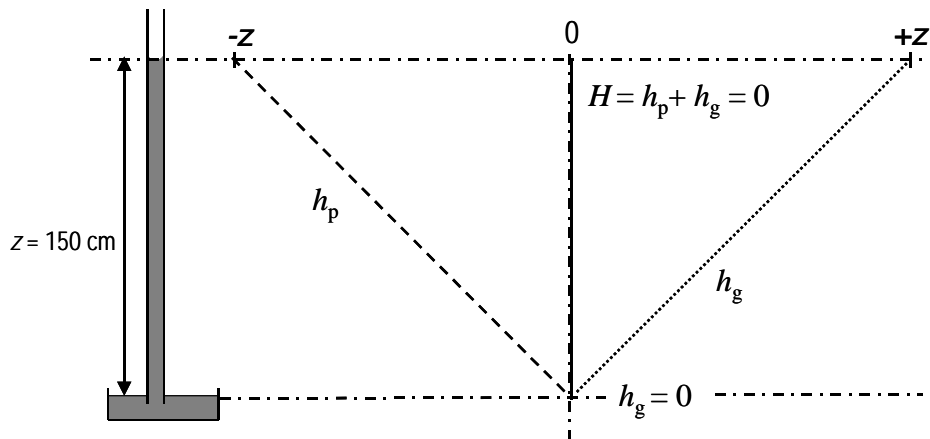
Questions de niveau premier cycle : Selon la loi de Jurin, l'eau s'élève jusqu'à la hauteur z dans un capillaire de section cylindrique de rayon r tel que :

$$z = 0,15 / r.$$

avec z et r en cm. De la sorte, lorsque :

$r = 1000 \text{ } \mu\text{m}$	$z = 1,5 \text{ cm}$
$r = 100 \text{ } \mu\text{m}$	$z = 15 \text{ cm}$
$r = 10 \text{ } \mu\text{m}$	$z = 150 \text{ cm}$
$r = 1 \text{ } \mu\text{m}$	$z = 1500 \text{ cm}$
$r = 0,1 \text{ } \mu\text{m}$	$z = 15000 \text{ cm}$

Dans un capillaire de $10 \text{ } \mu\text{m}$ de rayon, l'eau peut s'élever jusqu'à $z = 150 \text{ cm}$. Or le capillaire ne faisant que 100 cm de hauteur, l'eau ne montera que jusqu'à $z = 100 \text{ cm}$.

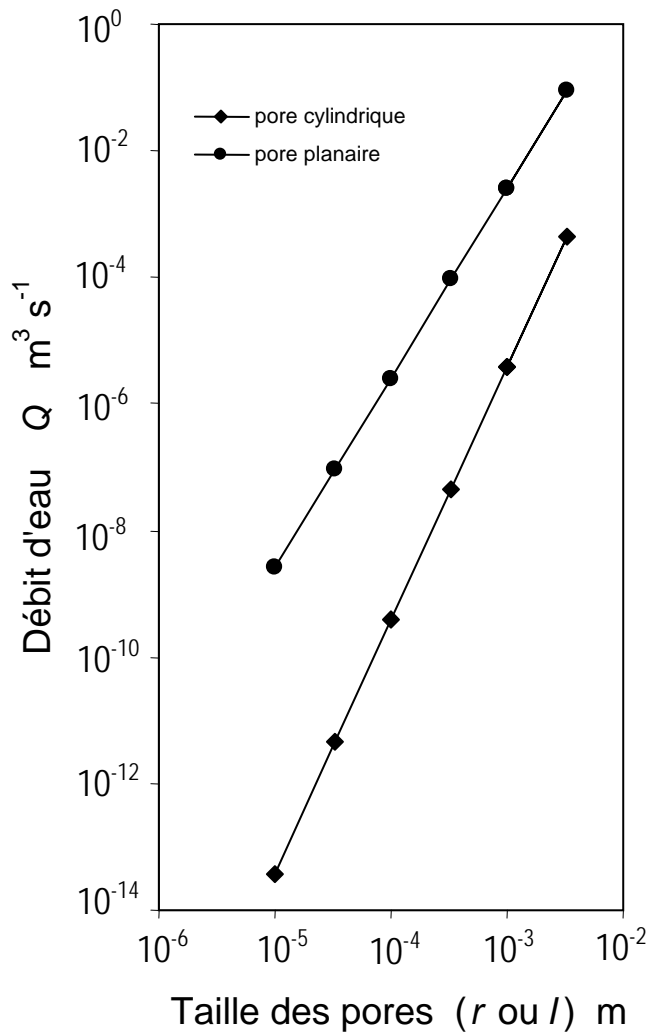


En revanche, pour vider ce capillaire, il faudra exercer une pression de $15\,000 \text{ Pa}$, soit 150 cm de hauteur d'eau à sa partie supérieure. Le potentiel de pression capillaire est de -150 cm .

Question de niveau second cycle : Dans un capillaire cylindrique de $10 \text{ } \mu\text{m}$ de rayon, l'eau s'élève à 150 cm au dessus du niveau d'eau libre. Si l'on prend comme niveau de référence pour la surface de l'eau dans le récipient à la base du capillaire, on obtient la représentation graphique qui est donnée ci-dessous pour le potentiel de pression capillaire h_p , le potentiel gravitaire h_g et le potentiel total H .

Exercice 15.3 (*Flux d'eau dans les pores structuraux : importance de la taille des pores tubulaires et des pores planaires*)

Question de niveau premier cycle : L'application numérique des relations donnant Q en fonction de r pour un pore cylindrique et Q en fonction de l pour un pore planaire conduit à la figure donnée ci-dessous :



Le volume d'eau V qui s'écoule en un jour dans un pore cylindrique de rayon $r = 1000 \mu\text{m}$ est égal à :

$$V \approx 3,84 \cdot 10^{-6} \times 24 \times 3600$$

$$V \approx 0,332 \text{ m}^3$$

Le pore planaire de longueur unitaire 1 m permettant l'écoulement d'un même volume sur 24 h que le pore de $1000 \mu\text{m}$ de rayon est un pore de largeur l telle que :

$$l^3 = (3,84 \cdot 10^{-6} \times 12 \times 1,004 \cdot 10^{-6}) / (3,14 \times 9,81 \times 1)$$

$$l = 0,115 \cdot 10^{-3} \text{ m},$$

soit :

$$l = 115 \mu\text{m}.$$

Les pores cylindriques et planaires peuvent être rapprochées respectivement des pores d'origine biologique (terriers de lombrics, pores racinaires) et des fissures.

Question de niveau deuxième cycle : Dans 1 dm^2 , la longueur de fissures développée par un réseau de 1 cm de maille sera de 2 m . Le débit Q dans ces fissures de $100 \mu\text{m}$ de large sera par conséquent de :

$$Q = [3,14 \times 9,81 \times (10^{-4})^3 \times 2 \times 1] / (12 \times 1.004 \cdot 10^{-6})$$

$$Q = 5,12 \cdot 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$$

Le pore cylindrique ayant le même débit aura un rayon r tel que :

$$r^4 = (5,12 \cdot 10^{-6} \times 8 \times 1,004 \cdot 10^{-6}) / (3,14 \times 9,81 \times 1)$$

$$r = 1,075 \cdot 10^{-3} \text{ m}$$

soit $r = 1075 \mu\text{m}$. Par conséquent, dans un dm^2 et sous une même charge hydraulique, un seul pore cylindrique de $1075 \mu\text{m}$ de rayon est équivalent à un réseau de fissures de $100 \mu\text{m}$ de large et de maille 1 cm^2 .

Le réseau de pore planaires précédent développe une porosité de :

$$P = (2 \cdot 10^{-4}) / 10^{-2}$$

soit :

$$P = 2 \cdot 10^{-2}$$

La porosité développée par ce réseau de fissures est extrêmement faible puisqu'elle ne représente que 2% . La porosité du pore cylindrique est :

$$P = 3,14 \times (1,075 \cdot 10^{-3})^2 / 10^{-2},$$

soit :

$$P = 3,6 \cdot 10^{-4},$$

ce qui ne représente que $0,036 \%$. La porosité structurale dans un sol est en général très faible. Excepté dans les horizons travaillés, celle-ci qui ne représente au plus que quelques % de la porosité totale.